

DIQUES LAMPROFIRICOS NORTEADOS CON FACIES BRECHOIDALES
ERUPTIVAS EN LA REGION DE LA PARAMERA DE AVILA (SISTEMA
CENTRAL ESPAÑOL)

Nuez, J. de la (+); Ubanell, A.G. (++) & Villaseca, C.(+)
(+) Departamento de Petrología. Universidad Complutense de
Madrid.
(++) Departamento de Geomorfología y Geotectónica.. Univer-
sidad Complutense de Madrid.

Resumen

Según direcciones N-S afloran diques diabásicos y lamprofíricos en los sectores centrales del Sistema Central, estos últimos, muy localmente (Sierra de La Paramera), presentan facies brechoidales eruptivas que podrían explicarse como fenómenos de tipo diatrema, generados en un proceso de fluidización del magma lamprofírico. Los lamprófiro pueden considerarse términos alcalinos, en cuyas facies brechoidales engloban gran cantidad de xenolitos, tanto de las rocas encajantes (granitos, pórfidos graníticos, aplopegmatitas,...), como de rocas esquistosas y granulíticas varias (charnockitas, granoblastitas de granate y rutilo,...), de niveles más profundos.

Abstract

In the central part of the Sistema Central the lamprophyre dikes of N-S direction locally show (Sierra de La Paramera) an eruptive breccia facies that we explain by a fluidization process similar to diatrema types.

This lamprophyres, alkaline in composition, contain a lot of xenoliths in that breccia facies. They are not also wall rocks xenoliths (granites, microgranites, aplopegmatites,...) but schistose and granulitic types (foliated or massives with charnockitic character, granoblastites with garnet and rutile,...), from deeper levels.

INTRODUCCION

La existencia de diques básicos de dirección nortada en el

interior del Sistema Central Español, no ha sido señalada hasta 1980 en que los trabajos de uno de nosotros (Ubanell, 1980, 1981) han puesto de manifiesto la presencia de estos diques en la Sierra de La Paramera y La Serrota, dentro del macizo de Gredos y sus zonas limítrofes.

En estas publicaciones los aspectos más estudiados fueron los de tipo estructural y tectónico, mientras que los petrológicos estaban tratados someramente.

El presente estudio pretende profundizar en estos últimos para lograr un mejor conocimiento de este sistema de diques.

En realidad, hay pocos datos sobre diques básicos postorogénicos en el Sistema Central, estando restringidos casi exclusivamente a dos tipos fundamentales:

- a) Enjambres filonianos de direcciones aproximadas E-W que corresponden a diques lamprofíricos espessartíticos (excepcionalmente monchiquíticos?) o a tipos diabásicos varios (García de Figuerola et al., 1974) que suelen ir asociados a diques de composición más ácida (pórpidos graníticos s.l., Rubio y Villaseca, 1981)
- b) Dique básico de Alentejo-Plasencia (Messejana dike) de dirección NE-SW, de composición gabroidea y textura diabásica, ampliamente estudiado en su tramo portugués por Torre de Assunção (1949) y Teixeira et al. (1971) y en el tramo español por García de Figuerola (1963, 1965), García de Figuerola y Carnicero (1973) y García de Figuerola et al. (1974).

En Portugal se citan diques básicos N-S por Teixeira (1981) en la región de las Beiras, que pueden ser equivalentes a los aquí tratados.

En nuestra área, tan sólo se distinguen como diques N-S unos de tendencia sienítica (Arenillas et al., 1975), cuya edad sería modificada por Ubanell (1976), los cuales podrían ser contemporáneos con los que describimos.

Estos tendrían una edad comprendida entre el Carbonífero Superior (Estefaniense) -época de las intrusiones graníticas en las que se encajan- y el Jurásico Medio -antigüedad asignada al dique de Alentejo-Plasencia (Schermerhorn et al., 1978) el cual corta a estos otros diques N-S.

Podemos precisar más en la cronología de éstos, ya que en Portugal, Teixeira (1981), mediante dataciones K/Ar, sitúa en el Jurásico Inferior (Hettangiense) a los diques básicos de dirección NE-SW, es decir, los paralelos al de Alentejo-Plasencia, mientras que para los N-S la edad calculada es Triásica.

En un trabajo anterior (Ubanell, 1980) se supuso que debían corresponder a la etapa distensiva Pérmica que Lorenz y Nicholls (1976) establecen para el Sur de Europa. Sin embargo, a la vista de los datos geocronológicos obtenidos en Portugal, hay que pensar que, si bien puede seguir siendo válida la edad Pérmica de las grandes fallas distensivas a las que se encuentran asociados estos diques, la intrusión de los mismos debe corresponder a otro período distensivo situado en el Triásico y que como supone Teixeira (1981) quizá esté relacionado con la apertura del Atlántico.

De todas formas, esperamos poder realizar en un futuro inmediato, la datación absoluta de los mismos para aclarar esta cuestión.

ASPECTOS CARTOGRAFICOS

Los diques básicos N-S se encuentran asociados a grandes fracturas norteadas de carácter distensivo que siempre dislocan los diques E-W micrograníticos y lamprofírico-spessartíticos asociados. Cuatro de estas grandes fallas aparecen en la zona estudiada: Puerto del Pico-La Serrota, Lanzahita-Sierra Yemas, Herradón-Casillas y Cofio (Fig. 1). Estas son fallas profundas, de recorrido medio del orden de los 40 kms. y situadas con cierto espaciamiento uniforme cercano a los 20 kms. Son fallas tardihercínicas que durante el Terciario ejercen en su rejuego una poderosa acción morfológica (p.ej. configuración parcial del valle de Amblés).

Los diques asociados a ellas se presentan unas veces en el mismo plano de falla, como en el caso de la falla Lanzahita-Sierra Yemas (donde se encuentra la brecha lamprofírica) y otras veces en planos paralelos al de falla que están más o menos cerca del principal o incluso pueden distanciarse algunos kilómetros (p.ej. los diques de Bernuy-Salinero y Hoyo de Pinares).

A lo largo de la fractura Lanzahita-La Paramera-Sierra Yemas, de dirección submeridiana, salvo en sus extremos septentrionales (N20E), se emplazan, de forma muy discontinua y con características locales muy variables, tipos lamprofíricos, que son especialmente abundantes en la Sierra de La Paramera y semejantes a los encontrados en diques más orientales: Hoyo de Pinares. En los tramos más meridionales de esta fractura no se han observado tipos litológicos filonianos hasta el momento.

Rocas básicas filonianas se emplazan en fracturas paralelas a este sistema norteadas (La Serrota, cercanías de Avila, Bernuy-Salinero,...) (Fig. 1) pero de tipos litológicos de mayor grado de cristalinidad, que corresponderían a términos diabá-

sicos de composición gabroidea.

PETROGRAFIA DE LAS ROCAS FILONIANAS

Tipos diabásicos (microgabros)

Los diques diabásicos estudiado se encuentran próximos a las poblaciones de Avila, Bernuy-Salinero y embalse del Burguillo (Fig. 1). Aparecen en diques de potencias próximas o algo mayores de 1 m., parcialmente zonados, con un borde de enfriamiento rápido de textura subafanítica, y una zona central de textura porfídica hipidiomórfica. Los fenocristales, de dimensiones a veces centimétricas en las facies centrales, son principalmente de plagioclasa zonada, augita euhedral con borde ligeramente más oscuro (titanado), a veces con texturas subcoroníticas, y, accesoriamente, espinela (picotita), y xenocristales de cuarzo con borde reaccional. En los tipos más transformados, los escasos fenocristales presentes están pseudomorfizados a clorita o rellenos de calcita, cuarzo o epidota. La matriz es microcristalina de textura diabásica algo afieltrada localmente, compuesta por microlitos de plagioclasa, augita, anfíbol, biotita, opacos y minerales secundarios.

Tipos lamprofíricos (monchiquíticos?)

Los diques lamprofíricos, en los que centraremos nuestro estudio, se encuentran en la zona de Hoyo de Pinares (fractura aledaña a la del Cofio), y en la Sierra de La Paramera (en este caso emplazados, como dijimos, en la fractura Lanzahita-Sierra Yemas). Estos se presentan en diversas facies según el tramo del mismo:

Facies afaníticas.— En las zonas en que estos diques presentan escasa potencia (0.8 m.), pudiendo anastomosarse y llegar a desaparecer lateralmente, las facies son afaníticas. Presentan

texturas pseudoesferulíticas de opacos prismáticos fibroradiados y matriz criptocristalina algo microporfídica (Fig. 2).



Fig. 2.- Agregados fibrorradiados de opacos prismáticos de las facies afaníticas.

Facies porfídicas panidiomórficas.- Cuando los diques adquieren mayor potencia (de 1 a 3 m.), las facies son porfídicas, de matriz criptocristalina microlítica con zonas feldespático-anfibolico-biotíticas de mayor cristalinidad (tramo de Navandrin); e incluso a rocas subholocristalinas de matriz microcristalina en los sectores de mayor potencia del dique (dique de Hoyo de Pinares).

En estos sectores, el dique aparece estructuralmente zonado, con una estrecha zona de borde de textura hipocristalina fluidal, orientada concordantemente a los contactos del dique, y una zona central de textura porfídica panidiomórfica con fenocristales de dimensiones mayores a los 2 cms.

Los fenocristales pueden adquirir tamaños mayores de 1 cm. y son de augita ($2V_Z = 50$ a 60 y $c\wedge Z = 37$ a 45), con zonados, a veces, complejos (en reloj de arena) y texturas coroníticas, en las que el núcleo está parcialmente cloritizado y el bor-

de es titanado ($2V_z = 40$ a 45). El pleocroismo es débil, pueden estar fuertemente maclados y parcialmente desarrollan golfos de corrosión.

Los fenocristales de anfíbol pardo (probablemente kaersutita) son también euhedrales o subeuhedrales, localmente corroidos, y de hasta 1 o 2 cms. Parcialmente cloritizados, o a veces, totalmente pseudomorfizados por clorita.

Aparecen también pseudomorfos redondeados con un borde de opacos y un interior de clorita microcristalina. Estos pseudomorfos podrían corresponder a olivino muy alterado, de carácter anhedral.

La matriz varía de criptocristalina, en las zonas nodulares feldespáticas mencionadas, con abundantes microlitos prismáticos de minerales fémicos: augita, anfíbol pardo, biotita y opacos, a microcristalina, con microlitos de plagioclasa, anfíbol, augita (en proporciones inversas al anfíbol) y opacos conformando una textura fluidal, sobre todo en las zonas de borde del dique.

Facies brechoidal.— Como ya hemos señalado, en el tramo situado en La Paramera de Avila del dique lamprofírico, se localiza una facies brechoidal muy heterogénea, con diversos grados de contaminación de las rocas que atraviesa.

Es una brecha eruptiva poligénica con innumerable cantidad de enclaves xenolíticos tanto de las rocas graníticas y filonianas encajantes (pórpidos, microgranitos,...), como de rocas metamórficas esquistosadas no aflorantes, y que confieren a estas zonas un aspecto caótico heterogéneo que ha llevado a confusión a otros autores (Ubanell y Rosales, 1981), asignándoles un origen efusivo.

Las dimensiones de estas facies son de aproximadamente 1 Hm², con forma elipsoidal algo elongada en la dirección N-S (Ubanell y Rosales, 1981).

Aparecen además de gran variedad de enclaves de tamaños variados (que serán detallados posteriormente), un gran número de 'fenoclastos' procedentes de la granularización del material encajante.

Se trata de xenocristales, en su mayor parte, de origen granítico, que presentan formas variadas, desde euhedrales a subredondeadas y angulosas, dependiendo del grado de transporte sufrido, con bordes parcialmente corroidos, y composiciones de cuarzo, feldespato potásico microclínico, plagioclasa del tipo oligoclasa y listones lepidoblásticos de clorita.

La roca básica propiamente dicha de estas zonas brechificadas es un tipo lamprofírico microporfídico con fenocristales de augita idiomorfa incolora-amarillenta, muy zonada, con bordes más oscuros (titanados), y puede presentar texturas subcoroníticas con desarrollo simplectítico intermedio, semejantes a las descritas en diques lamprofíricos alcalinos de tipo monchiquítico (García de Figuerola et al., 1974); de espinela marrón (picotita); y pseudomorfos de clinopiroxenos y anfíboles transformados a clorita y calcita, mientras que otros pseudomorfos serpentínicos con opacos podrían corresponder a antiguos cristales de olivino.

La matriz del lamprófiro en este tramo brechoidal es, muy parcialmente microcristalina, con microlitos muy escasos de plagioclasa, biotita y opacos; mientras que las zonas más

criptocristalinas aparecen algo teñidas por el cobaltinitrito sódico.

A la vista de la mineralogía existente en estos lamprófiro, se puede deducir que corresponden a tipos alcalinos, por los minerales ferromagnesianos que presenta (Streckeisen, 1979) y por semejanzas petrográficas con otros tipos analizados (García de Figuerola et al., 1974). Estudios químicos posteriores nos podrán definir el tipo alcalino de que se trata, pues la matriz no define claramente el componente feldespático mayoritario, pues mientras que en los lamprófiro subholocristalinos de Hoyo de Pinares es plagioclasa, en los lamprófiro hipocristalinos de La Paramera, el componente feldespático aparece en una masa pseudovítrea fuertemente teñida de cobaltinitrito sódico; ni la matriz tampoco parece feldespatoídica.

ENCLAVES DE LA FACIES LAMPROFIRICA BRECHOIDAL DE LA PARAMERA

Fundamentalmente son enclaves enalógenos o xenolíticos, pero existen también tipos autolíticos que no describiremos por ser semejantes a los lamprófiro porfídicos ya descritos. En general, el grado de transformación de los mismos por acción del magma lamprofírico es pequeño, no existiendo en ningún caso zonado o metamorfismo de contacto propiamente dicho. Existe, sin embargo, una variación desigual del grado de "hidrotermalización" de los enclaves, dependiendo naturalmente de la naturaleza y grado de transporte sufrido por el fragmento arrancado.

Distinguimos cuatro grandes grupos de enclaves xenolíticos, de los que sólo el primero es de rocas encajantes y el resto de niveles inferiores no aflorantes. Los xenolitos metamórfi-

cos y ultramáficos suelen presentarse en morfologías de sub-redondeado a lenticular, respecto a los fragmentos, a veces, angulosos y de dimensiones mayores de los niveles graníticos superiores, obviamente menos transportados.

Enclaves de los tipos graníticos encajantes

La brecha lamprofírica enclava en su mayoría tipos graníticos tanto de los cuerpos magmáticos principales (granodioritas calcoalcalinas), como de las manifestaciones filonianas tardías asociadas (pórpidos, aplopegmatitas,...). No sólo son los enclaves más frecuentes, sino también los que mayores dimensiones pueden presentar (escala métrica).

Los microenclaves de estas rocas granitoides pueden estar subredondeados, lo que indica un cierto grado de transporte para alguno de los mismos. En este mismo grupo, incluimos fenoclastos o xenocristales de feldespatos, cuarzo o micas, que no aparecen en los tipos filonianos más que en estas facies brechoidales "contaminadas".

Microenclaves de este grupo aparecen esporádicamente en las facies filonianas, tanto de los tipos lamprofíricos como diabásicos.

Enclaves de rocas metamórficas esquistosas

Aparecen accesoriamente rocas esquistosas de grano fino, sin minerales índices apreciables, en microenclaves lenticulares de pequeña dimensión, que deben corresponder a algún pequeño nivel metamórfico inferior poco potente.

Hemos encontrado tipos metacuarcíticos, metasamíticos y felsíticos de carácter ¿catazonal? poco claro debido a la banalidad de las paragénesis encontradas, en los que pueden observarse al menos dos etapas de deformación penetrativas.

Ha aparecido un tipo milonítico cuarzo-feldespático de grano fino, con rutilo, pirita e ilmenita accesorios, que podrían representar tipos muy deformados, asociados a facies granulíticas, que son los enclaves metamórficos más comunes.

Enclaves de rocas granulíticas

Encontramos diversos tipos de enclaves de carácter granulítico, siempre con paragénesis saturadas o sobresaturadas.

Apuntamos que estos xenolitos son de tipos litológicos que no afloran en superficie ni en los alrededores, ni están descritos en parte alguna del Sistema Central Español.

a) Granulitas charnockíticas y enderbíticas.

Son rocas granoblásticas equigranulares con textura gneisica, generalmente.

Presentan como paragénesis característica:

$Q + Plag. + Fto \ K + Opx + Acc.$

que definen un agregado poligonal de bordes interlobulados. Es frecuente encontrar los bordes del ortopiroxeno anfibolitizados (actinolita) o hidrotermalizados (clorita + carbonatos). La plagioclasa que siempre es el mineral leucocrático más abundante de estos enclaves, presenta maclado polisintético según leyes de Karlsbad muy deformado mecánicamente con texturas de acúñamiento y discontinuidad de las maclas. Aparecen muy ocasionalmente texturas antipertíticas. Son plagioclasas de composición variable entre oligoclasa (An_{30}) y labradorita (An_{65}). Los accesorios suelen ser apatito y rutilo idiomorfo.

Microenclaves de carácter enderbítico aparecen también, muy ocasionalmente, en los diques diabásicos de Bernuy-Salinero (Fig. 3).



Fig. 3.- Contacto neto entre un microenclave de granulita enderbítica (Plag, Opx, Q, Rutilo) y la matriz gabrodiabásica del dique. Bernuy-Salineró. N// x10.

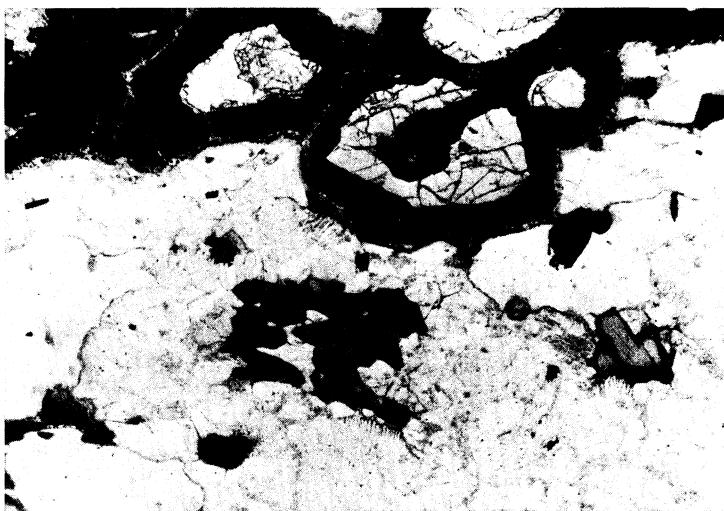


Fig. 4.- Granoblastita con asociación mineral del tipo 3, donde resaltan las características coronas quelíticas hidrotermales, de clorita y opacos (óxidos de hierro), alrededor del granate. N// x10.

b) Granoblastitas de granate y rutilo.

Son rocas granoblásticas equigranulares con estructura gneisica o masiva.

Presentan como paragénesis características:

- 1.- Q+Plag.+Granate+Rutilo+Accesorios.
- 2.- Q+Plag.+Fto K+Granate+Rutilo+Accesorios.
- 3.- Q+Plag.+Fto K+Granate+Rutilo+Flogopita+Quelifitas+Accesorios.
- 4.- Q+Plag.+Fto K+Granate+Rutilo+Flogopita+Espinela+Quelifitas+Accesorios.
- 5.- Q+Plag.+Fto K+Granate+Rutilo+Sillimanita+Quelifitas+Accesorios.

Presentan todas ellas una textura interlobada típica, como los tipos granulíticos anteriores. Son facies de mayor presión, de niveles más profundos, donde el ortopiroxeno no es ya estable (Fig. 4).

La plagioclasa sigue siendo el mineral leucocrático dominante o casi exclusivo, con composiciones desde oligoclasa (An_{28-31}), en los términos más ácidos (paragénesis 1 y 2), a labradorita (An_{55-60}) en los más básicos (paragénesis 5). Hay variedades mirmequíticas ocasionalmente. El feldespato potásico, ortosa, es pertítico con las exsoluciones dispuestas bien en venas, bien interpenetradas o bien en pertitas trenzadas profusamente desarrolladas en toda la superficie del cristal.

El granate es el mineral fémico que define a la familia de microenclaves granoblastíticos, junto con el asiduo rutilo idiomorfo, que aparece en proporciones accesorias. Cuando el granate se observa poco transformado aparece con textura cribosa de 'gotas' de cuarzo y con tendencias subidiomórficas. Sin embargo, lo fre-

cuenta es encontrarlo con carácter residual en mayor o menor grado (Fig. 5). Se forman entonces coronas



Fig. 5.- Carácter residual del granate (Gr) practicamente transformado en una masa fibrorradiada de micas cloríticas y opacos prismáticos. Granoblastita con sillimanita (tipo 5). N// x10.

quelifíticas muy típicas, con variedades de textura esferulítica o fibrorradiada más propiamente dicha. Estas quelifitas son, a veces, de clorita y óxidos de hierro, mientras que generalmente están formadas por un mineral fibroso-prismático de color verdoso incoloro y de baja birrefringencia, dispuesto en agregados radiales de $2V_x$ entre 24 y 36 y de difícil identificación. Aparecen flogopita de color anaranjado, espinela (variedad picotita) y sillimanita en cristales idiomorfos y proporciones variables, junto con zircón accesorio y opacos. En la paragénesis 5 los opacos presentes son rutilo e ilmenita, en parte transformados a hematites e incluidos ocasionalmente en pirita. Aparece tam-

bién grafito en cristales deformados que envuelven las menas descritas.

Enclaves pseudomórficos y nódulos

Incluimos en este último grupo una variedad de enclaves de aspecto escoriáceo, fuertemente hidrotermalizados, así como nódulos metálicos (magnetita-hematites-goethita), ocasionales dentro de la brecha lamprofírica.

Los enclaves hidrotermalizados aparecen pseudomorfizados por minerales deutéricos de baja temperatura. Son rocas granoblásticas, equigranulares, compuestas de clorita y probablemente serpentita y talco pseudomorfos; y dolomita y cuarzo, rellenando grietas y venas intersticiales (Fig. 6). Deben corres-



Fig. 6.- Roca granoblástica pseudomorfizada por minerales de bajo grado de carácter hidrotermal: clorita, óxidos, carbonatos (dolomita), cuarzo,... N// x10.

ponder a tipos granulíticos descritos o a tipos básicos? totalmente transformados.

DISCUSION Y PETROGENESIS

La existencia de emplazamientos explosivos con brechas asociadas, no es extraña en algunos tipos lamprofíricos, fundamentalmente alcalinos subsaturados y ultrabásicos (Teixeira y Assunção, 1968; Rock, 1977). La interpretación de estas facies brechoidales en lamprófiro, chimeneas volcánicas o pipas kimberlíticas se basa en un esquema clásico según tres tipos de consideraciones (McBirney, 1959): emplazamiento explosivo, intrusión forzada con transporte o digestión (stopping) de los xenolitos y reintrusiones sucesivas del magma.

El carácter de diatrema de la facies brechoidal lamprofírica de la Sierra de La Paramera viene definido, no sólo por el aspecto esencialmente conglomerático de esta zona y la ausencia generalizada de efectos termale sobre los xenolitos y la roca de caja (Dawson, 1980), sino también por la configuración elíptica del afloramiento (Ubanell y Rosales, 1981) y la existencia de autolitos de roca lamprofírica que implica una reintrusión (se admite, poco espaciada en el tiempo) del magma básico.

El desarrollo de este diatrema lamprofírico se ajusta bien a un modelo en el que habría una fase explosiva, susceptible de abrir conductos verticales ('pipas' groseramente cilíndricas) cuyo emplazamiento estaría influido por zonas de extrema debilidad, como lo sería la intersección de dos sistemas de fracturas casi ortogonales y de escala regional (Fig. 1). Por estos conductos se reinyectaría el magma básico englobando frag-

mentos de rocas procedentes de la brechificación.

La velocidad de ascensión del magma debió ser lo suficientemente rápida para impedir la reabsorción o digestión de los xenolitos, así como, debido al carácter polimíctico de la facies, carecer de procesos importantes de clasificación (o sedimentación) de los mismos.

Todo esto sólo sería explicable mediante procesos en el que el material fragmentario iría transportado en suspensión en una corriente gaseosa de alta velocidad, que se comportaría como un fluido, dando lugar a un transporte y emplazamiento "rápido y frío" de estas facies (teoría de fluidización magmática de Cloos, 1941, en Dawson, 1980; y Reynolds, 1954); asimismo, la fracción volátil se sumaría al agua de percolación existente en las fracturas por donde se inyecta el magma, y explicaría los fenómenos de hidrotermalismo generalizado existentes en el conjunto de estas facies brechoidales lamprofíricas.

El estudio de los xenolitos encontrados en las facies brechoidales del magma lamprofírico, sirve como registro de la composición "estratigráfica" de la litosfera en estas zonas del cratón hercínico. A grandes rasgos podríamos describir (Fig. 7) una capa superior granítica, parcialmente desenraizada, que se apoyaría sobre una capa de rocas metamórficas esquistosas que suponemos muy discontinua, y todo ello superpuesto a un nivel litosférico inferior de composición granulítica; esquema muy semejante al descrito por Belousov, 1966 (en Auboin et al., 1981) para la corteza terrestre y geofísicamente avalado por Mueller (1977), y que quedaría así confirmado como muy probable, teniendo en cuenta además que otros muestreos de zócalo granulítico y manto superior ultrabásico se registran en nues-

tra Península en los sectores volcánicos terciarios del SE (Sagredo, 1972 y 1976).

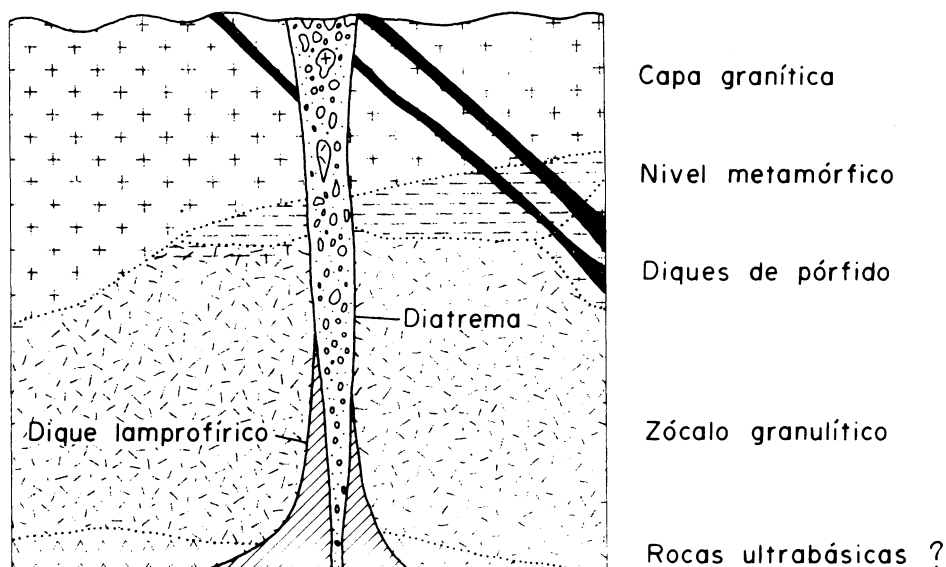


Fig. 7.- Esquema geológico del emplazamiento de la diatrema lamprofirica en su ascenso por los distintos niveles corticales. Sierra de La Paramera (Avila).

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro sincero agradecimiento a la Dra. Mercedes Peinado por sus indicaciones sobre petrografía de estas rocas, y a José Angel López García por las determinaciones de menas opacas. Igualmente a Jesús Sánchez por la elaboración de las muestras y la ayuda en la confección del material fotográfico.

BIBLIOGRAFIA

- ARENILLAS, M.; SAAVEDRA, J. y ARRIBAS, A. (1975): Un dique de tendencia sienfítica en la provincia de Avila. Bol. Geol. Min. 86, 233-243.
- AUBOIN, J.; BROUSSE, R. y LEHMAN, J.P. (1981): Petrología. Ed. Omega. 602 pp.
- DAWSON, J.B. (1980): Kimberlites and their xenoliths. Ed: Springer-Verlag. 252 pp.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963): El dique diabásico del N. de Extremadura. Not. y Com. del IGME 69, 43-78.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1965): La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres). Not. y Com. del IGME 77, 129-164.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y CARNICERO, A. (1973): El extremo noroeste del gran dique del Alentejo-Plasencia. Studia Geol. 6, 73-84.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; CORRETGE, G. y BEA, F. (1974): El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos en Extremadura (Estudio comparativo). Bol. Geol. y Min. del IGME 85 (3), 308-337.
- LORENZ, V. y NICHOLLS, I.A. (1976): The Permocarboniferous basin and range province of Europe. An applications of plate tectonics. In Falke (Ed.): The Continental Permian in Central West and South Europe. 313-342. Dordrecht (Holanda).
- McBIRNEY, A.R. (1959): Factors governing emplacement of volcanic necks. Am. Jour. Scie. 257, 431-448.
- MUELLER, S. (1977): A new model of the continental crust. Geoph. Monogr. 20, The Earth's crust, Am. Geoph. Union, Washington D.C. 289-317.

- REYNOLD, D.L. (1954): Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. Amer. Jour. Sci. 252, 577-614.
- ROCK, N.M.S. (1977): The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations. Earth Scie. Rev. 13, 123-169.
- RUBIO, J.I. y VILLASECA, C. (1981): Sobre el stock adamellítico de La Granja y el sector metamórfico encajante (Guadarrama Central). Cuad. Lab. Xeol. Laxe 2, 99-116.
- SAGREDO, J. (1972): Enclaves peridotíticos encontrados en los basaltos del NW de Cartagena (prov. de Murcia). Est. Geol. 28, 119-136.
- SABREDO, J. (1976): Enclaves granulíticos con hiperstena en los basaltos del NW de Cartagena (prov. de Murcia). Est. Geol. 32, 221-227.
- SCHERMERHORN, L.J.G.; PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.Th. and VERSCHURE, R.H. (1978): Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. Jour. Geol. 86, 299-309.
- STRECKEISEN, A. (1979): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Geology 7, 331-335.
- TEIXEIRA, C. (1981): Sur l'âge des filons de roches basiques encaissés dans les granites hercyniens portugaises. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe 2(1), 69-73.
- TEIXEIRA, C. y ASSUNÇÃO, T. (1958): Rochas básicas de fácies gabróica e dolerítica intrusivas nos granitos da Beira. Rev. Fac. Cien. Lisboa 6, 81-123.
- TEIXEIRA, C.; CANILHO, M.H. et LOPES, J.C. (1971): Le grand dyke doléritique de L'Alentejo. Bol. Geol. y Min. 82 (3-4), 346-350.

- TORRE DE ASSUNÇÃO, C.F. (1949): Sobre una intrusão dolerítica no antracólítico do Baixo Alentejo. Bol. Soc. Por. de Cienc. Nat. 2, 66-74.
- UBANELL, A.G. (1976): Nota sobre un dique de tendencia sienítica de la provincia de Avila. Bol. Geol. y Min. 87 (3), 223-225.
- UBANELL, A.G. (1980): Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. Tesis Doctoral Public. Univ. Compl. Madrid (en prensa).
- UBANELL, A.G. (1981): Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Ibérica (en prensa).
- UBANELL, A.G. y ROSALES CALVO, F. (1981): Localización y estudio de un afloramiento básico efusivo en la Sierra de La Paramera -Avila (Sistema Central Español). Cuad. Geol. Ibérica (en prensa).